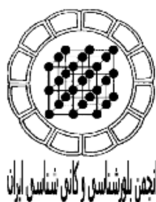
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و نهم، شمارهٔ دوم، تابستان ۱۴۰۰، از صفحهٔ ۳۴۵ تا ۳۶۰



کانی‌شناسی و مقایسه شیمی تورمالین در رگه‌های کوارتز-تورمالین با میزبان گرانیتوئید و متاپلیت در منطقه شاهکوه (شرق ایران): رهیافتی برای بررسی امکان کانه‌زایی قلع

مجید قاسمی سیانی*[۱]، حامد ابراهیمی فرد[۱]، بهروز کریمی شهرکی[۲]

۱- گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

۲- مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۲/۲۲، نسخه نهایی: ۹۹/۶/۲۶)

چکیده: باتولیت گرانیتی شاهکوه (جنوب بیرجند) با ترکیب مونزوگرانیت و سینوگرانیت در کرانه شرقی قطعه لوت قرار دارد و بیشتر شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی و کوارتز همراه با بیوتیت و تورمالین است. بافت غالب واحد مونزوگرانیتی و سینوگرانیتی به ترتیب دانه‌ای تا پورفیری و دانه‌ای تا میکروگرافیک است. سنگ‌های رسی دگرگونه (متاپلیتی) میزبان رگه‌های کوارتز-تورمالین دارای بافت پورفیروبلاستیک هستند. تورمالین‌های با میزبان متاپلیتی در گستره سری دراویت و تورمالین‌های قلیایی قرار دارند، در حالی‌که تورمالین‌های با میزبان گرانیتوئید از نوع شورلیت هستند. وجود ویژگی‌هایی چون بالاتر بودن مقدار Mg نسبت به Fe، پایین بودن مقدار Fe/(Fe+Mg)، مقادیر پایین Al، تمایل بردارهای تهی‌شدگی از عناصر قلیایی و پروتون‌زدایی به سمت خارج و مقادیر FeO/(FeO+MgO) کمتر از ۰/۶ در رگه‌های تورمالین‌دار با میزبان متاپلیتی، بیان‌کننده واکنش سیال- سنگ در یک سامانه باز دور از توده گرانیتوئیدی و خاستگاه ماگمایی- گرمابی است. همچنین ویژگی‌هایی مانند بالا بودن نسبت Fe/(Fe+Mg)، نبود منطقه‌بندی و نزدیک بودن به توده گرانیتوئیدی در رگه‌های تورمالین‌دار با میزبان گرانیتوئیدی، نشان‌دهنده جدایش سیال پنوماتولیکی دربردارنده بور(B) از ماگمای گرانیتی و نزدیک بودن آن به خاستگاه سیال دارای بور است. نتایج تجزیه قلع در برخی از واحدهای سنگی منطقه شاهکوه نشان می‌دهد که کانه‌زایی قلع و تا حدی تنگستن (بیش از ۵۰۰ گرم بر تن) در رگه‌های کوارتز-تورمالین واقع در شمال و شمال غربی منطقه مورد بررسی تمرکز دارند که تا عیار اقتصادی (۴۵۰۰ گرم بر تن) در کانسارهای پرعیار قلع فاصله دارد.

واژه‌های کلیدی: *رگه‌های کوارتز- تورمالین؛ شیمی تورمالین؛ شاهکوه؛ گرمابی؛ قلع و تنگستن.*

مقدمه

توده گرانیتوئیدی شاهکوه در جنوب بیرجند و ۳۵ کیلومتری شرق تا جنوب‌شرقی معدن قلعه‌زری واقع است. این توده گرانیتوئیدی در کرانه شرقی قطعه لوت قرار دارد و از این رو پژوهش‌های انجام شده پیرامون این قطعه تا حدی گرانیت شاهکوه و کانی‌سازی همراه آن را نیز پوشش می‌دهد [۱-۸].

در شمال باتولیت گرانیتی شاهکوه، شیل‌ها، ماسه‌سنگ‌های کوارتزیتی و سیلتستون‌های سازند شمشک و بخش‌هایی از سنگ‌های گرانیتی نام برده مورد هجوم تعدادی رگه‌های کوارتز-تورمالین قرار گرفته‌اند. در جنوب غربی باتولیت شاهکوه نیز، سنگ‌های متاپلیتی که بیشتر شامل ماسه‌سنگ‌ها و شیل-های دگرگونه هستند، همراه با سنگ‌های شیستی در بردارنده

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۸۹۲۹۹۴۷، پست الکترونیکی: majid4225@yahoo.com

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.6.5]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.345]

رگه‌های کوارتز- تورمالین هستند. ترکیب شیمیایی متنوع و پیچیده تورمالین بیانگر ارتباط مشخص آن با محیطی است که از آن متبلور شده است، این ارتباط می‌تواند شاخص مناسب و قابل اعتمادی تعیین خاستگاه و شکل‌گیری سامانه‌های گرمابی تشکیل‌دهنده کانه و راهنمای خوبی برای پی‌جویی کانسارها از جمله ذخایر اقتصادی تنگستن، قلع و مولیبدن همراه با تورمالین باشد [۹]. شیمی تورمالین در توده گرانیتوئیدی شاهکوه توسط اسماعیلی و همکاران [۱۰] بررسی شده، درحالی‌که شیمی تورمالین در رگه‌های کوارتز-تورمالین با میزبانی سنگ‌های متاپلیتی مطالعه نشده است. هدف از این پژوهش، ضمن بررسی مختصر زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری توده گرانیتوئیدی شاهکوه و واحدهای دربرگیرنده، بررسی شیمی تورمالین در رگه‌های کوارتز-تورمالین با میزبانی سنگ‌های متاپلیتی و مقایسه آن با تورمالین‌های موجود در واحدهای آذرین [۱۰]، و سرانجام شرایط تشکیل و نیز کانه‌زایی احتمالی قلع و تنگستن در ارتباط با گرانیتوئید شاهکوه بوده است.

روش بررسی

به منظور بررسی‌های سنگ‌نگاری، تعداد ۲۸ مقطع نازک از نمونه‌های برداشت شده از کوارتز-تورمالین، رخنمون‌های کانی-سازی شده و توده‌های نفوذی گرانیتی منطقه شاهکوه تهیه و با میکروسکوپ مطالعه شدند. مختصات جغرافیایی نمونه‌های برداشت شده در جدول ۱ آورده شده است. بررسی‌های تکمیلی بر پایه، یافته‌های برآمده از ۱۴ تجزیه نقطه‌ای صورت گرفته بر ۲ مقطع نازک صیقلی منتخب از رگه‌های کوارتز-تورمالین انجام شد. تجزیه به روش ریزپردازش الکترونی (EPMA) در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران با دستگاه مدل CAMECA X 100 با شرایط 20kV و 15nA و با قطر باریکه یک تا پنج میکرون صورت گرفت. برای بررسی توان کانی‌سازی قلع و تنگستن ۷ نمونه به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه Amdel استرالیا، ارسال تجزیه شیمیایی شدند.

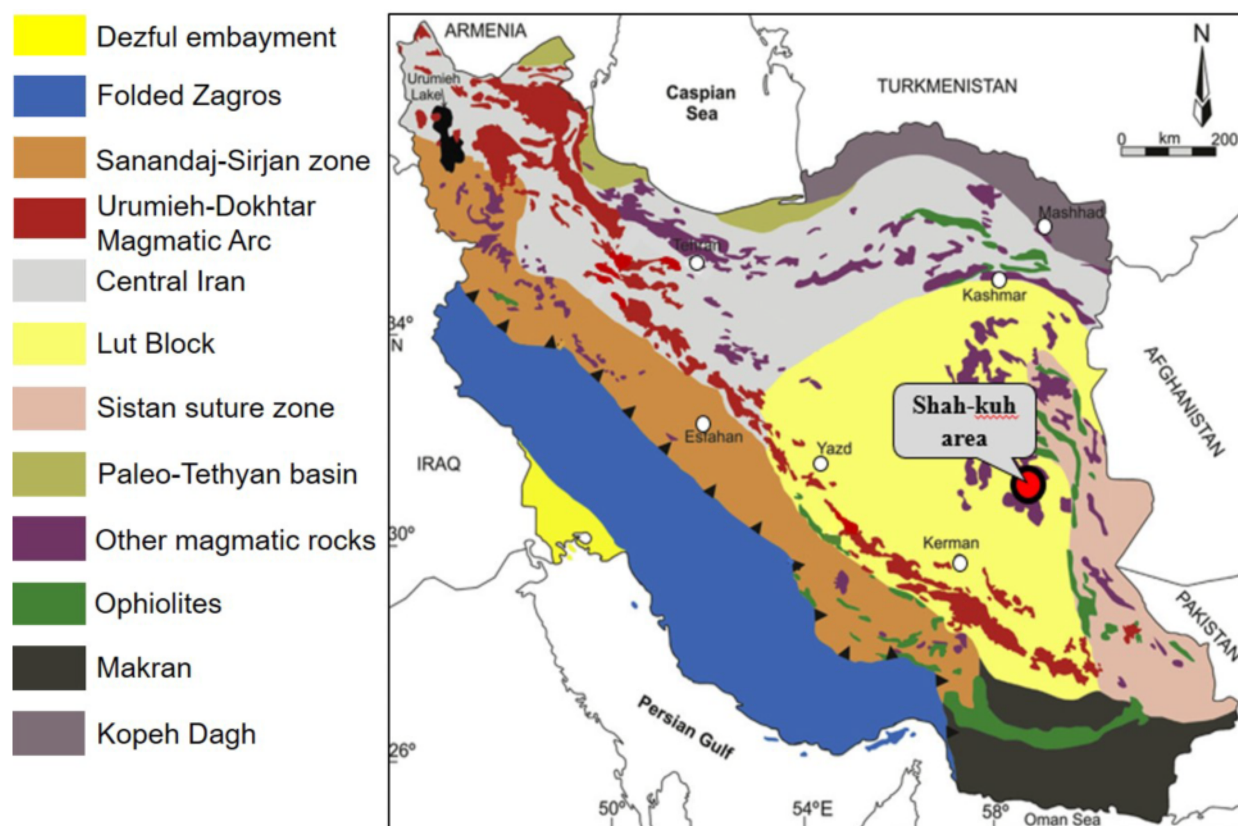
زمین‌شناسی

باتولیت گرانیتی شاهکوه به صورت یک نوار با طولی حدود ۵۰ کیلومتر و عرض ۱۰ تا ۱۲ کیلومتر با روند شمال غربی-جنوب-شرقی در کرانه شرقی قطعه لوت قرار دارد (شکل ۱). نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰۰ منطقه مورد بررسی نشان می‌دهد که توده نفوذی شاهکوه بیشتر از دو واحد اصلی مونزوگرانیتی درشمال‌غربی و سینوگرانیتی در جنوب‌شرقی تشکیل شده است (شکل ۲). توده نفوذی شاهکوه از گرانیت‌های پرآلومینو سری مگنتیتی (نوع- I) است و از ذوب بخشی سنگ‌های قاعده پوسته قاره‌ای که در اثر هضم سنگ‌های دگرگونی و روی پوسته بالایی میزبان طی جایگزینی ماگما دچار آلودگی شده اند، تشکیل گردیده [۱۱]. کانه‌زایی قلع در رگه‌های کوارتز-تورمالین تورق‌یافته به طور موضعی با واحد گرانودیوریتی همراه است. براساس پژوهش سهندی و محجل [۶]، مجموعه دگرگونی ده‌سلم در منطقه شاهکوه از دو بخش زیرین و بالایی تشکیل شده است (شکل ۲). بخش زیرین شامل ماسه‌سنگ و آهک‌های دگرگون‌شده در پایین و دگرگونی مجاورتی و بیوتیت شیست در بالا بوده و طی حرکت‌های زمین‌ساختی اواخر تریاس میانی (سیمرین پیشین) در رخساره شیست سبز تا اوایل رخساره آمفیبولیت دگرگون شده است. بخش بالایی آن که از شیل، سیلتستون و ماسه‌سنگ‌های کوارتزیتی تشکیل یافته، طی حرکت‌های زمین ساختی ژوراسیک پسین (سیمرین میانی) تا حدی دگرگون شده است. دگرگونی سیمرین میانی باعث ایجاد دگرگونی قهقرایی (فاز تأخیری) در بخش زیرین این مجموعه نیز شده است [۶].

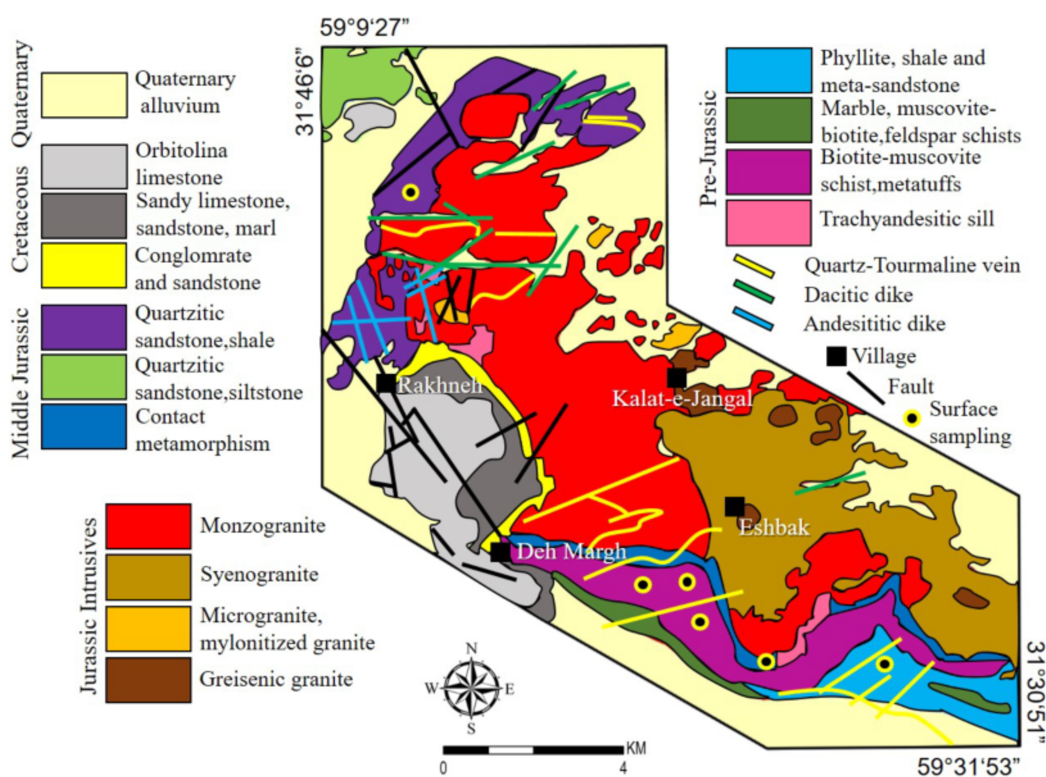
جدول ۱ مختصات جغرافیایی نقاط نمونه‌برداری شده.

طول جغرافیایی	۵۹°۱۶´۰۰"E	۵۹°۱۵´۵۷"E	۵۹°۱۶´۵"E	۵۹°۱۶´۵"E	۵۹°۱۶´۵۲"E	۵۹°۱۶´۵۲"E
عرض جغرافیایی	۳۱°۴۶´۵۰"N	۳۱°۴۵´۵۷"N	۳۱°۴۵´۵۱"N	۳۱°۴۵´۵۱"N	۳۱°۴۵´۵۱"N	۳۱°۴۶´۳۵"N

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.6.5]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.345]



شکل ۱ پهنه‌های رسوبی- ساختاری عمده ایران و موقعیت منطقه شاهکوه (بر گرفته از مرجع [۱۲] با تغییرات).



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه شاهکوه همراه با واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در منطقه [۱۰].

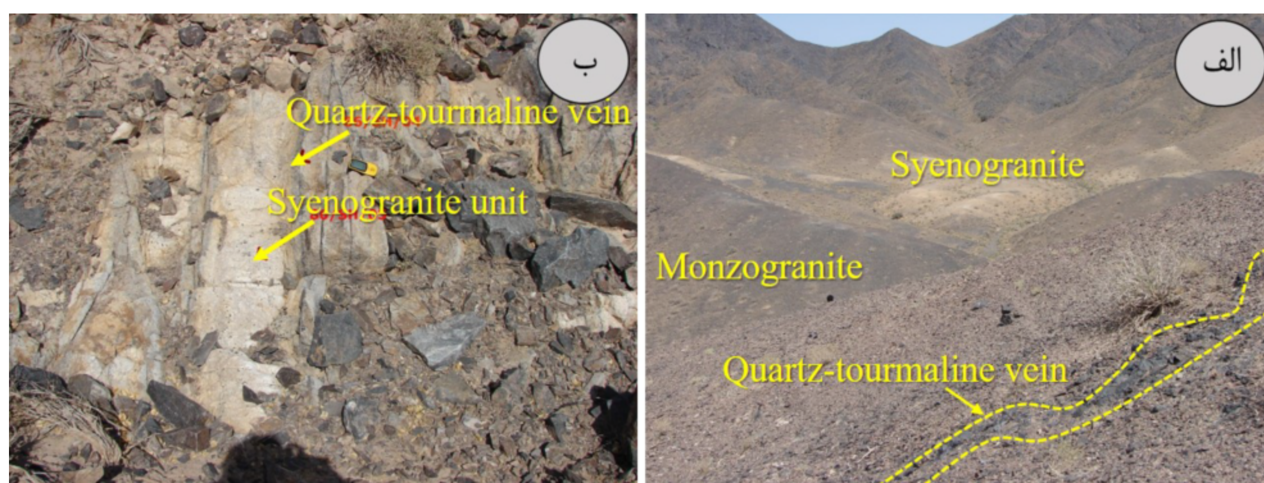
[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.6.5]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.345]

سنگ‌شناسی و سنگ‌نگاری

لوکوگرانیت (مونزوگرانیت تا گرانودیوریت و سینوگرانیت) بخش عمده توده شاهکوه را تشکیل داده است. توده سینوگرانیتی نیز که بخشی از این سنگ‌شناسی محسوب می‌شود، بیشتر در جنوب‌شرقی منطقه رخنمون دارد (شکل ۳ الف). در واحد سینوگرانیتی، رگه‌های کوارتز-تورمالین دیده می‌شوند، که در برخی نقاط با هم برخورد دارند (شکل ۳ ب). مونزوگرانیت بیش از ۶۰ درصد توده گرانیتی را شامل می‌شود و در شمال و مرکز منطقه مورد بررسی رخنمون دارد. به طور کلی، تمرکز اصلی کانه‌زایی در شمال و شمال غربی منطقه شاهکوه، درون رگه-های کوارتز-تورمالین رخنمون یافته است (شکل‌های ۴ الف و ب). ترکیب سنگ‌شناسی آن از مونزوگرانیت تا گرانودیوریت (بیشتر مونزوگرانیت) تغییر می‌کند. بافت غالب سنگ دانه‌ای تا پورفیری با خمیره ریز تا متوسط‌بلور است (شکل های ۵ الف و ب). کانی‌های اصلی سنگ شامل، درشت‌بلورهای نیمه‌شکل‌دار مسکوویت (تا ۱ میلی‌متر) در حال دگرسانی به سریسیت (شکل ۵ الف) و خمیره ریزبلور از فلدسپار قلیایی و کوارتز هستند. فلدسپار قلیایی نیز طی دگرسانی به سریسیت تجزیه شده است (شکل ۵ ب). فلدسپارهای قلیایی نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل هستند و همراه کانی‌های کدر و بلورهای بی‌شکل کوارتز فضای بین درشت‌بلورهای مسکوویت را پُر کرده‌اند (شکل ۵ الف). بلورهای فلدسپارقلیایی در اثر نیروهای دینامیکی در منطقه، دارای لبه دندانه‌دار شده‌اند. همچنین تنش‌های زمین‌ساختی جهت‌دار باعث جهت‌یافتگی درشت-بلورهای مسکوویت شده است (شکل ۵ الف). بیوتیت فراوان-ترین کانی فرعی فرومنیزین موجود در توده گرانودیوریتی است (شکل ۵ ب). این سنگ‌ها در نمونه دستی دارای ساخت پگماتیتی بوده و نیز تا حدی پورفیری هستند. نمونه دستی سینوگرانیت‌ها خاکستری روشن و یا مایل به خاکستری کم-رنگ بوده و در زیر میکروسکوپ دارای بافت دانه‌ای ریزدانه و همسان‌دانه، بافت پورفیری و میکروگرافیک است (شکل ۵ پ). کوارتز بی‌شکل و به ندرت خودشکل، فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز از کانی‌های اصلی سنگ هستند. در آن، میکروکلین با ماکل شطرنجی دیده می‌شود (شکل ۵ ت). تورمالین مهمترین کانی فرعی موجود در این سنگ‌ها بوده که به صورت انباشته‌های بی‌شکل، بیشتر بر فلدسپار قلیایی تشکیل شده است (شکل ۵ پ). به ندرت، همرشدی‌های میکروگرافیک بین تورمالین با کوارتز و یا تورمالین با فلدسپارقلیایی نیز دیده شده است. بلورهای فلدسپار قلیایی در حال دگرسانی به سریسیت هستند. میکروگرانیت با رنگ خاکستری روشن و یا مایل به خاکستری کم‌رنگ و بافت دانه‌ای ریزدانه، پورفیری و گاه گرانوفیری ریزدانه در باتولیت شاهکوه دارای رخنمون است (شکل‌های ۵ ث و ج). کانی‌های اصلی شامل بلورهای پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی و کوارتز هستند. ماکل آلبیت (کارلسباد) و چند ریخت در پلاژیوکلاز رایج است. تنش‌های زمین ساختی باعث ریزدانه‌شدگی و ایجاد لبه دندانه‌دار در بلورهای فلدسپار قلیایی شده است. فلدسپار قلیایی همچنین در اثر عملکرد سیال‌های گرمابی به سریسیت تجزیه شده است (شکل ۵ ج). کانی‌های فرعی شامل مسکوویت و مقادیر جزئی کانی کدر هستند (شکل ۵ ث). گرانیت میلونیتی با بافت عمده سنگ تنش آواری و ملاتی است (شکل ۵ چ). این سنگ اغلب از بلورهای پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی و کوارتز تشکیل شده است. بلورهای فلدسپار قلیایی پرتیتی هستند. بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی کائولینیتی شده‌اند. در اثر قرارگیری توده در پهنه برشی، در راستای سطوح برش، بلورهای فلدسپار و کوارتز خرد شده‌اند و پروتومیلونیت شکل گرفته است که ریز بلورهای بیوتیت نیز در مسیر این سطوح انباشته شده‌اند. کانی‌های فرعی شامل تورمالین، بیوتیت، آمفیبول، زیرکن و آپاتیت هستند. بلورهای درشت و خودشکل تورمالین در متن سنگ دیده می‌شوند (شکل ۵ چ). گرانیت‌های گرایزنی شده پیرامون روستای کلات جنگل واقع در لبه شرقی توده برونزد دارند. در گرایزن‌ها، اغلب کانی‌هایی چون کوارتز، مسکوویت، توپاز، تورمالین، فلوئوریت و آلبیت دیده می‌شوند.

رگه‌های کوارتز-تورمالین در هورنفلس (در نزدیکی برخوردگاه) تا میکاشیست-کوارتزیت (با فاصله بیشتر از برخوردگاه) نیز دیده می‌شوند (شکل ۴ پ). تشخیص لایه‌بندی این واحدهای دگرگونی گاه به دلیل دگرگونی مجاورتی شدید، ناممکن است. ضخامت رگه‌های کوارتز-تورمالین از کمتر از یک متر تا بیش از ۵۰ متر و طول رخنمون آن‌ها تا بیش از ۸۰۰ متر است. راستای آن‌ها بیشتر شمال شرقی-جنوب غربی است و دارای شیب نزدیک به قائم هستند. رگچه‌های تورمالین با رشد اسفرولیتی در کنار کانی‌های یاد شده و با مرز تند و تیز

قراردارند (شکل ۵ ح). سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی و تاحدی شیستی و هورنفلسی که دربردارنده رگه‌های کوارتز-تورمالین هستند، بیشتر در جنوب غربی منطقه مورد بررسی گسترش دارند. سنگ‌های متاپلیتی در اثر دگرگونی ناحیه‌ای شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های کوارتزیتی در حد رخساره شیست‌سبز به وجود آمده‌اند. بافت این سنگ‌ها میکروگرانوبلاستیک است. سنگ‌های متاپلیتی در نتیجه نیروهای زمین‌ساختی، به شدت خرد و سریسیتی‌شده که در میان پورفیری آواری کلاست‌های کوارتز قرار گرفته‌اند (شکل ۵ خ). در کنار توده نفوذی در این سنگ‌ها، رگه‌های ماکروسکوپی و میکروسکوپی تورمالین‌دار شامل تورمالین، کوارتز، ارتوز و کانی‌های کدر بسیار وجود دارند (شکل ۵) و رگه‌های آلکالی‌فلدسپار را قطع می‌نمایند (شکل ۵د). سنگ‌های شیستی بخش جنوب غربی منطقه مورد بررسی سنگ‌شناسی‌های میکاشیست و کردیریت‌شیست با بافت پورفیروبلاستیک را شامل می‌شوند. کوارتز، تورمالین، مسکوویت، بیوتیت و کردیریت از عمده کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ ها هستند. در بین این ذرات، مواد آلی (گرافیت) نیز به صورت پراکنده و ریز دیده می‌شود (شکل ۵ ر). پورفیروبلاستیک‌های کردیریت و آندالوزیت طی دگرگونی مجاورتی تشکیل شده‌اند (شکل ۵ ذ). این سنگ‌ها در کنار توده نفوذی دارای ویژگی‌های هورنفلسی و دور از آن دارای تورق ضعیف اسلیتی هستند. ریزچین‌های متعددی در لایه‌های غنی از موسکویت-بیوتیت دیده می‌شود که نشانگر دو فاز تغییر شکل و دو فاز دگرگونی ناحیه‌ای هستند (شکل ۵ ذ). در این واحد، بلورهای کردیریت موازی با شیستوارگی قرار دارند و نیز موازی با لایه‌های غنی از بیوتیت آرایش یافته‌اند (شکل ۵ ر).



شکل ۳ الف) رخنمون واحد سینوگرانیتی در منطقه شاهکوه، ب) محل برخورد واحد سینوگرانیتی با رگه‌های کوارتز-تورمالین.

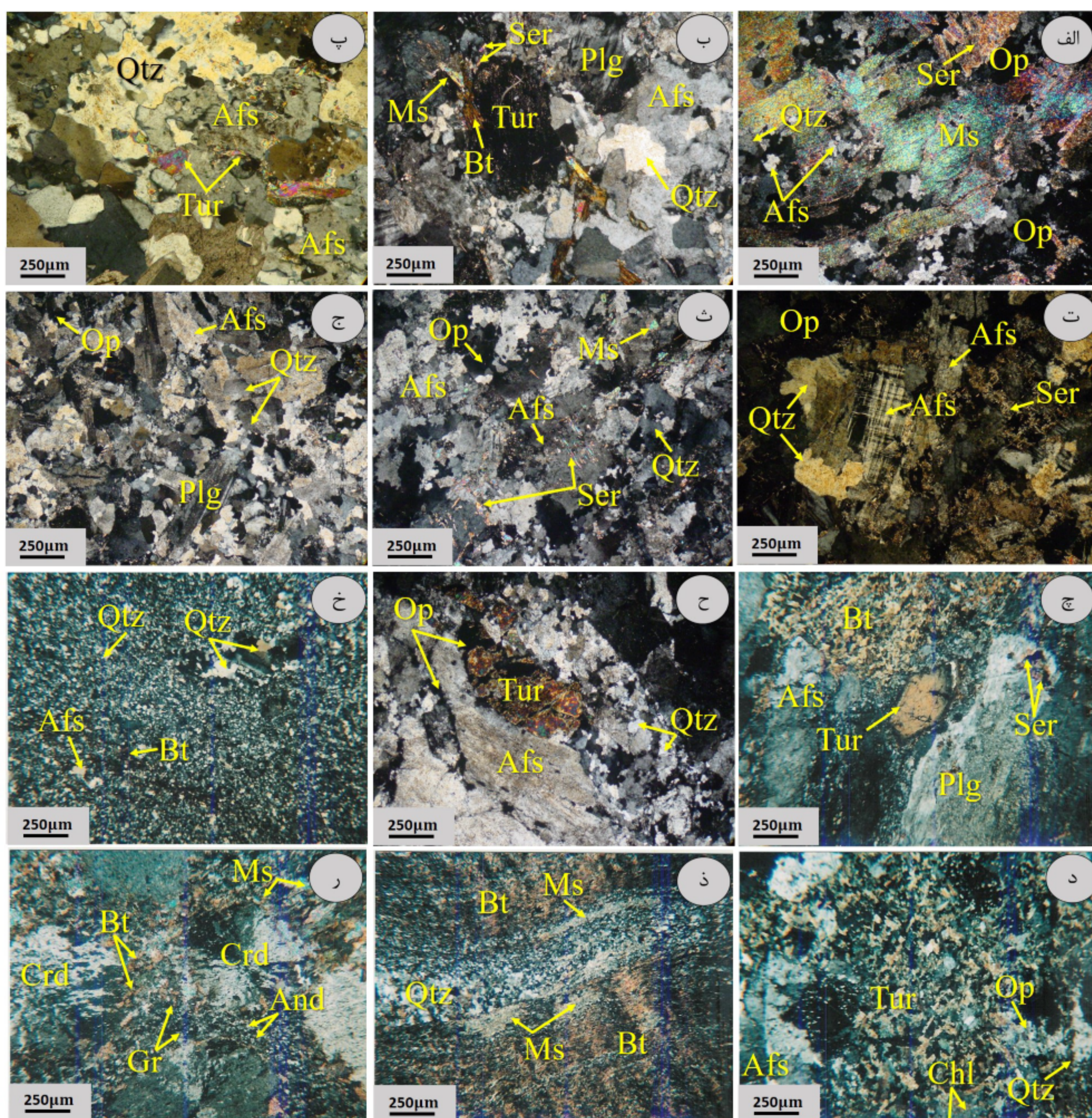


شکل ۴ سه نما از گسترش رگه‌های کوارتز-تورمالین دربردارنده کانه‌زایی قلع، الف و ب) در واحد سینوگرانیتی، پ) در واحد میکاشیست-کوارتزیت برآمده از دگرگونی مجاورتی شیل‌های شمشک.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.6.5]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.345]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.6.5]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.345]



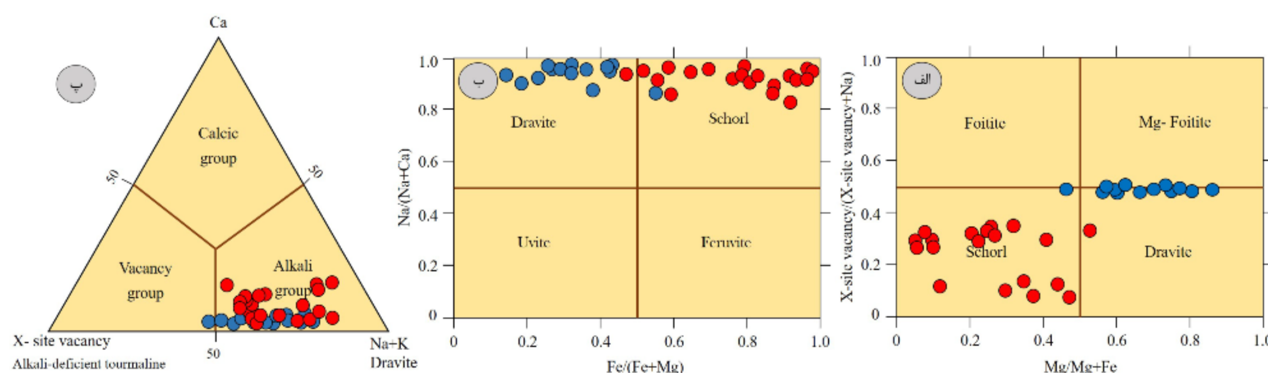
شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی از بافت‌ها و دگرسانی‌های موجود در واحدهای سنگی آذرین و دگرگونی منطقه شاهکوه (تصاویر در نور قطبیده عبوری، XPL، گرفته شده‌اند)، الف) بافت پورفیری با خمیره ریز تا متوسط‌بلور در مونزوگرانیت. درشت بلورهای مسکوویت در اثر دگرسانی در حال تبدیل به سریسیت هستند، ب) بافت دانه‌ای تا پورفیریک در مونزوگرانیت، پ) بافت دانه‌ای در سینوگرانیت موسکویت‌دار، ت) میکروکلین با ماکل شطرنجی در واحد سینوگرانیتی، ث و ج) بافت دانه‌ای تا ریزدانه‌ای در میکروگرانیت و نیز ایجاد لبه دندانه‌دار و ریزدانه‌شدگی در بلورهای فلدسپار قلیایی در اثر تنش‌های زمین‌ساختی. بلورهای فلدسپار قلیایی در حال تبدیل به زیربلورهای سریسیت هستند، چ) تورمالین درشت و شکل‌دار در میلونیت گرانیتی، ح) قطعه‌های تورمالین دگریخت شده در اثر تنش‌های زمین‌ساختی در رگه کوارتز-تورمالین واقع در واحد سینوگرانیتی، خ) ریز بلورهای کوارتز، فلدسپار قلیایی و بیوتیت که بافت ریزدانه شکفتی نوع هورنفلسی را در متاپلیت به نمایش می‌گذارد، د) رگه کوارتز-تورمالین همراه با بلورهای ریز و منشوری تورمالین (قهوه‌ای و آبی) در واحد متاپلیتی، ذ) ریزچین در بیوتیت‌شیست تا فیلیت‌های مجموعه دگرگونی ده‌سلم و ر) بافت پورفیروبلاستیک در بیوتیت-کردیریت شیست و فنوبلاست کردیریت با ماکل پروانه‌ای. (تورمالین: Tur، فلدسپار قلیایی: Afs، کوارتز: Qtz، کانی‌کدر: Op، کلریت: Chl، مسکوویت: Ms، بیوتیت: Bt، کردیریت: Crd، آندالوزیت: And، گرافیت: Gr، آمفیبول: Am، پلاژیوکلاز: Pl، سریسیت: Ser [۱۳].

شیمی تورمالین

تورمالین یک کانی سیلیکاتی دارای عنصر بور با فرمول کلی $(X)\ (Y)\ (Z_6)\ T_6O_{18}\ (BO_3)_3V_3\ W$ است [۱۴]. یافته های تجزیه شیمیایی تورمالین‌های موجود در رگه‌های کوارتز-تومالین قلع و تنگستن‌دار با میزبانی سنگ‌های متاپلیتی منطقه شاهکوه در جدول ۲ آورده شده است. برای تشخیص نوع تورمالین‌ها و بررسی ترکیبی در نسبت‌های Fe، Ti، Al، Mg، Na و Ca از نمودارهای دوتایی استفاده شد (شکل ۶). بر پایه نمودار X-site vacancy/X-site vacancy+Na) (Fe/Fe+Mg [۱۵] (شکل ۶ الف)، همه تورمالین‌های موجود در سنگ‌های متاپلیتی در گستره دراویت- فوئیتیت با تمرکز بیشتر در منطقه دراویت و رگه‌های تورمالین‌دار موجود در توده گرانیتی در گستره شورل قرار دارند. براساس نمودار Na/(Na+Ca) نسبت به Fe/(Fe+Mg) . (شکل ۶ ب) [۱۶]، همه نمونه‌های تورمالین سنگ‌های متاپلیتی، به جز یکی که در گستره شورلیت قرار دارد، در گستره دراویت و تورمالین‌های توده گرانیتی در گستره شورلیت واقع هستند. هاوتورن و هنری [۱۷] تورمالین‌ها را براساس مقادیر Ca، Na+(K) و وجود یا نبود وجود فضای خالی در جایگاه X (X-site vacancy)، به سه گروه تورمالین‌های کلسیمی، قلیایی و انواعی که جایگاه X آن‌ها خالی است، تقسیم کرده‌اند. با توجه به (شکل ۶ پ)، هر دو نوع نمونه تورمالین مورد بررسی در سنگ‌های میزبان متاپلیتی و گرانیتی از نوع قلیایی و اشباع از Al هستند، و فقط یک نمونه از تورمالین‌ها در گروه با تهیجای X خالی قرار دارد که این امر مربوط به پایین بودن مقادیر Na و K موجود در جایگاه X در مقایسه با مقدار Ca است [۱۷].

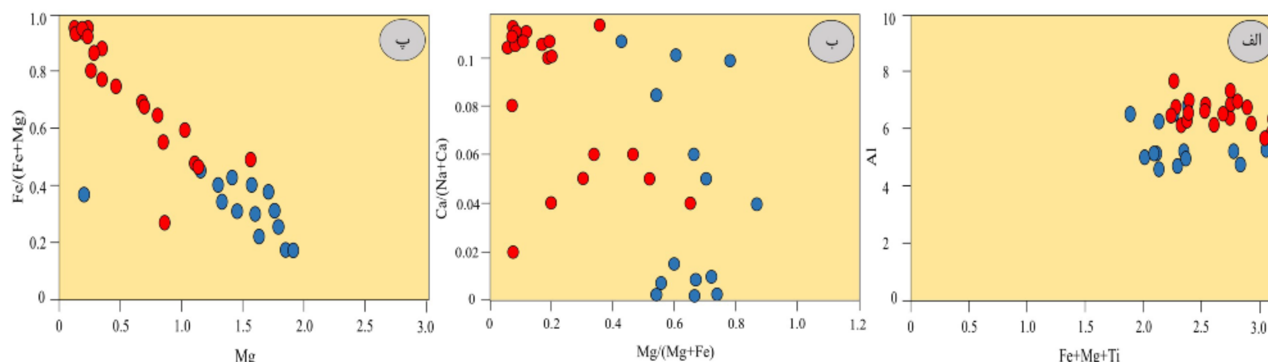
جدول ۲ نتایج تجزیه از ترکیب تورمالین‌های مربوط به رگه‌های کوارتز-تورمالین رخنمون‌یافته در سنگ‌های متاپلیتی منطقه شاهکوه به روش ریز پردازش الکترونی. H_2O، B_2O_3 و Li_2O به روش عنصرسنجی (بر حسب درصد) محاسبه شده‌اند.

نقطه	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	۳۶٫۹	۳۸٫۰۱	۳۷٫۸۷	۳۶٫۷۷	۳۵٫۱۳	۳۶٫۳۹	۳۸٫۰۹	۳۸٫۱۴	۳۸٫۹۹	۳۶٫۴۳	۳۹٫۶۱	۳۹٫۱۱	۳۷٫۶۷	۳۶٫۳۶
TiO_2	۰٫۷۷	۰٫۲۸	۰٫۵۲	۰٫۷۳	۰٫۹۱	۰٫۶۶	۰٫۲۵	۰٫۸۷	۰٫۹۸	۰٫۵۷	۰٫۴۱	۰٫۴۵	۰٫۹۶	۰٫۱۸
Al_2O_3	۳۴٫۰۳	۲۹٫۷۸	۳۵٫۱۶	۳۳٫۶۷	۲۸٫۱۲	۲۸٫۱۹	۳۴٫۷۲	۳۰٫۸۲	۲۹٫۹۴	۳۳٫۱۴	۲۹٫۶۸	۳۱٫۹۴	۳۱٫۰۱	۲۸٫۰۵
FeO	۳٫۳۳	۶٫۱۸	۲٫۰۸	۴٫۱۷	۹٫۱۶	۸٫۶۶	۴٫۲۹	۴٫۲۹	۶٫۰۷	۷٫۱۸	۶٫۲۴	۵٫۱۶	۶٫۲۸	۹٫۸۷
MnO	۰٫۲۵	۰٫۱۲	۰٫۰۵	۰٫۲۱	۰٫۱۲	۰٫۰۱	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۱۱	۰٫۲۱
MgO	۷٫۹۷	۷٫۵۲	۶٫۷۴	۸٫۰۵	۹٫۳۴	۹٫۴۵	۶٫۹۴	۸٫۶۳	۷٫۲۸	۷٫۴۸	۸٫۰۶	۷٫۴۴	۷٫۶۵	۷٫۲۵
CaO	۱٫۰۶	۱٫۳۷	۲٫۰۶	۰٫۸۶	۰٫۰۱	۱٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۶۷	۰٫۰۲	۱٫۰۴	۰٫۰۹	۱٫۳۸	۱٫۱۶
Na_2O	۱٫۹۹	۱٫۹۶	۱٫۴۳	۱٫۲۹	۲٫۱۹	۱٫۱۳	۱٫۱۸	۱٫۴۴	۱٫۵۷	۰٫۸۷	۰٫۸۹	۱٫۱۸	۰٫۴۶	۲٫۱۹
K_2O	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۷
F	۰٫۵۷	۰٫۲۱	۰٫۷۵	۰٫۲۶	۰٫۰۸	۰٫۷۷	۰٫۲۱	۰٫۳۲	۰٫۲۸	۰٫۱۵	۰٫۳۸	۰٫۲۴	۰٫۴۲	۰٫۷۳
H_2O	۲٫۸۷	۳٫۸۴	۲٫۶۴	۳٫۴۶	۳٫۲۳	۳٫۶۱	۳٫۴۴	۳٫۶۷	۳٫۵۵	۳٫۲۹	۳٫۲۷	۳٫۳۹	۳٫۴۵	۳٫۴۶
B_2O_3	۱۰٫۰۲	۱۰٫۱۲	۱۰٫۵۰	۱۰٫۲۲	۹٫۶۵	۹٫۸۳	۱۰٫۳۵	۱۰٫۱۵	۱۰٫۲۶	۱۰٫۰۴	۱۰٫۳۲	۱۰٫۳۳	۱۰٫۱۵	۹٫۷۷
Li_2O	۰٫۶۸	۰٫۸۸	۰٫۶۶	۰٫۸۷	۰٫۷۲	۰٫۷۴	۰٫۷۸	۰٫۸۵	۰٫۹۰	۰٫۶۶	۰٫۷۲	۰٫۶۴	۰٫۵۶	۰٫۷۸
O=F	۰٫۲۴	۰٫۰۹	۰٫۳۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۳۲	۰٫۰۹	۰٫۱۳	۰٫۰۸	۰٫۴۱	۰٫۲۲	۰٫۱۱	۰٫۱۸	۰٫۱۴
مجموع	۱۰۰٫۷	۱۰۰٫۳	۱۰۰٫۸	۱۰۰٫۶	۹۸٫۷۳	۱۰۰٫۸	۱۰۰٫۵	۹۹٫۴۲	۱۰۰٫۷	۱۰۰٫۴	۱۰۰٫۹	۱۰۰٫۱	۱۰۰٫۳	۱۰۰٫۲
فرمول ساختاری بر پایه ۳۱ آنیون(O, OH, F)														
Si^{4+}	۶٫۰۱	۶٫۲۵	۶٫۰۲	۶٫۰۰	۶٫۰۵	۶٫۱۶	۶٫۱۴	۶٫۲۶	۶٫۳۲	۶٫۰۵	۶٫۳۸	۶٫۳۰	۶٫۱۸	۶٫۱۸
Al^{3+}	۰٫۰۱	۰٫۱۷	۰٫۰۲	۰٫۲۱	۰٫۲۹	۰٫۲۱	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۱۸	۰٫۰۳	۰٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۲۷	۰٫۰۳
مجموع جایگاه-T	۶٫۰۲	۶٫۴۲	۶٫۰۴	۶٫۲۱	۶٫۳۴	۶٫۳۷	۶٫۲۹	۶٫۴۱	۶٫۵۰	۶٫۰۸	۶٫۴۹	۶٫۴۴	۶٫۴۵	۶٫۲۱
B^{3+}	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰
Al^{3+}	۶٫۰۰	۵٫۴۸	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۵٫۴۰	۵٫۳۳	۶٫۰۰	۵٫۶۶	۵٫۴۴	۶٫۰۰	۵٫۳۷	۵٫۷۸	۵٫۶۹	۵٫۳۳
مجموع جایگاه-Z	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰	۶٫۰۰
Al^{3+}	۰٫۲۰	۰٫۰۰	۰٫۲۶	۰٫۱۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۲۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ti^{4+}	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۰۲	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۱۱	۰٫۰۲
Mg^{2+}	۱٫۸۳	۱٫۲۳	۱٫۵۱	۱٫۸۵	۱٫۶۷	۱٫۵۹	۱٫۵۸	۱٫۶۷	۱٫۱۱	۱٫۷۵	۱٫۲۱	۱٫۴۸	۱٫۴۷	۱٫۰۷
Mn^{2+}	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Fe^{2+}	۰٫۴۳	۰٫۸۰	۰٫۲۶	۰٫۵۴	۱٫۲۵	۱٫۱۶	۰٫۵۴	۰٫۵۵	۰٫۷۸	۰٫۹۴	۰٫۸۰	۰٫۶۶	۰٫۸۱	۱٫۳۳
Li^{+*}	۰٫۴۰	۰٫۹۰	۰٫۸۸	۰٫۳۳	۰٫۰۰	۰٫۱۶	۰٫۵۶	۰٫۶۶	۰٫۹۶	۰٫۰۶	۰٫۹۲	۰٫۸۰	۰٫۵۷	۰٫۵۴
مجموع جایگاه-Y	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰
Ca^{2+}	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۲۰
Na^{+}	۰٫۵۹	۰٫۸۹	۰٫۷۱	۰٫۶۸	۱٫۰۰	۰٫۶۶	۰٫۶۴	۰٫۷۳	۰٫۷۶	۰٫۵۷	۰٫۵۶	۰٫۶۴	۰٫۴۴	۰٫۹۹
K^{+}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱
مجموع جایگاه-X	۰٫۶۶	۰٫۹۱	۰٫۷۵	۰٫۷۳	۱٫۰۰	۰٫۷۴	۰٫۶۶	۰٫۷۳	۰٫۷۸	۰٫۵۷	۰٫۶۳	۰٫۶۶	۰٫۴۷	۱٫۲
OH^{-}	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰
F^{-}	۰٫۳۰	۰٫۱۱	۰٫۳۹	۰٫۰۴	۰٫۴۰	۰٫۴۰	۰٫۱۰	۰٫۱۶	۰٫۱۲	۰٫۱۰	۰٫۰۲	۰٫۲۳	۰٫۲۱	۰٫۱۵



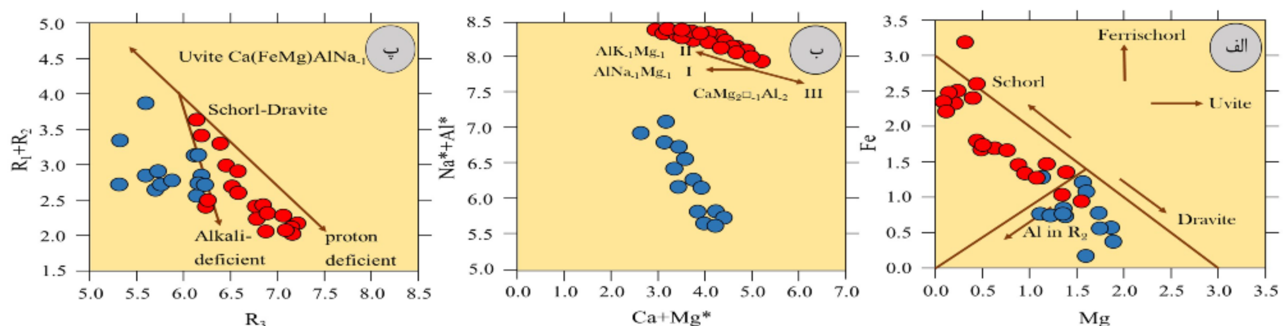
شکل ۶ مقایسه موقعیت رگه‌های کوارتز-تورمالین موجود در توده گرانیتی (دایره‌های قرمزرنگ) [۱۰] با رگه‌های موجود در سنگ‌های متاپلیتی (دایره‌های آبی‌رنگ) در، الف) نمودار X-site vacancy/X-site vacancy+Na نسبت به Fe/Fe+Mg [۱۵]، ب) نمودار Na/(Na+Ca) نسبت به Fe/(Fe+Mg) [۱۶] و پ) نمودار مثلثی Ca-X-site vacancy-Na+K [۱۷].

نمودار (Fe+Mg+Ti) نسبت به Al (شکل ۷ الف) برای بررسی میزان جدایش تورمالین‌های منطقه مورد بررسی استفاده شد [۱۵]. چنان که در این نمودار دیده می‌شود، تورمالین‌های مورد بررسی در هردو میزبان متاپلیتی و گرانیتی دارای مقادیر بالایی از آهن، منیزیم و تیتانیوم هستند و در نتیجه جدایش یافتگی کمی دارند (شکل ۷ الف). نمودار Ca/(Ca+Na) نسبت به Mg/(Mg+Fe) [۱۸] برای بررسی میزان آلودگی رگه‌های کوارتز-تورمالین با سنگ‌های مافیک منطقه بکار رفت که بر این اساس، هر چه میزان آلودگی بیشتر باشد، مقدار منیزیم تورمالین‌ها بیشتر است. چنانکه در این نمودار (شکل ۷ ب)، دیده می‌شود، رگه‌های کوارتز-تورمالین سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی در اثر هجوم فاز تأخیری سیال‌های گرمابی از منیزیم غنی شده‌اند و در نتیجه آلودگی بیشتری را به احتمال بسیار در ارتباط با واحدهای دگرگونی میزبان خود به‌دلیل نقش بیشتر سیال-سنگ، داشته‌اند. نمودار Mg نسبت به Fe/(Fe+Mg) (شکل ۷ پ) برای نمایش غنی‌شدگی تورمالین‌ها از منیزیم و آهن است چنانه که در این نمودار، دیده می‌شود، نمونه‌های تورمالین موجود در رگه‌های کوارتز-تورمالین سنگ‌های متاپلیتی منطقه شاهکوه برخلاف رگه‌های تورمالین‌دار موجود در توده گرانیتی شاهکوه، دارای بیشترین مقدار Mg و کمترین مقدار Fe/(Fe+Mg) هستند [۱۹].



شکل ۷ نمودارهای دوتایی عناصر برای ترکیب انواع تورمالین‌های بررسی شده در سنگ‌های متاپلیتی و توده گرانیتی منطقه شاهکوه: الف) نمودار (Fe+Mg+Ti) نسبت به Al [۱۵]، ب) نمودار Mg/(Fe+Mg) نسبت به Ca/(Ca+Na) [۱۸]، ج) Mg نسبت به Fe/(Fe+MG) [۱۹].

به منظور بررسی واکنش‌های جانشینی ترکیب تورمالین‌ها از نمودارهای مختلف (شکل ۸) استفاده شد. در نمودار Mg نسبت به Fe [۲۰]، ترکیب شورل و دراویت روی خط $\sum(Fe+Mg) = 3$ قرار دارد و همه نمونه‌های زیر این خط دارای $\sum(Fe+Mg)<3$ هستند و به صورت جانشینی Al در جایگاه Y در می‌آیند، چنانکه از این نمودار پیداست، هر چه مقدار $\sum(Fe+Mg)$ کمتر باشد، میزان جانشینی Al در جایگاه Y بیشتر می‌شود (جایگاه Y آنها خالی است). در بالای خط شورل- دراویت نیز، مؤلفه تبادلی پوندراویت یا فریشورل با فرمول $FeAl_{-1}$ و اوویت وجود دارند. این نقص در جایگاه Y را می‌توان با فعالیت مؤلفه‌ی جانشینی البائیت -$Al(Fe,Mg)_{-2}$2Li+ توجیه نمود؛ یعنی عملکرد این جانشینی جایگزینی مقادیری از Fe و Mg در جایگاه Y با Li و Al می‌شود. براساس این نمودار (شکل ۸ الف)، تعدادی از نمونه‌های رگه-های کوارتز-تورمالین سنگ‌های متاپلیتی منطقه شاهکوه دارای Al کمتر در جایگاه Y و بدون Al در جایگاه Z هستند که در گستره دراویت با یعنی مقدار Mg بیش از Fe قرار دارند. از سوی دیگر، رگه‌های تورمالین‌دار موجود در توده گرانیتی شاهکوه دارای Al کمتر در جایگاه Z و بدون Al در جایگاه Y هستند. این امر نشانگر از جانشینی Fe^{3+} به جای Al و مقادیر بالای Fe نسبت به Mg و ترکیب شورلیت است. در مقابل، بر پایه نمودار شکل ۸ ب [۲۱]، هر دو نوع تورمالین موجود در رگه‌های کوارتز-تورمالین با میزبانی سنگ‌های متاپلیتی و گرانیتی شاهکوه دارای مقادیر Ca پایین (اغلب کمتر از 0.1 apfu) هستند که نشانگر مقادیر ناچیز اوویت در ساختار این کانی است. همچنین گستردگی بیشتر Na در تورمالین‌های یادشده نشان‌دهنده فعالیت یک واکنش جانشینی با حضور Ca نیست، بلکه نشان می‌دهد که مؤلفه جانشینی خالی‌شدن از قلیایی‌ها واکنش اصلی است. براساس نمودار $Ca+Mg^{*}$ نسبت به $Na^{*}+ Al^{*}$، نمونه‌ها یک روند خطی وارون را به نمایش می‌گذارند [۲۲] که نشان‌دهنده درجه کم جانشینی قلیایی‌ها یا اویت در جایگاه X است [۲۳] (شکل ۸ ب). به منظور بررسی وجود یا نبود واکنش‌های جانشینی عنصری در ترکیب تورمالین های مورد بررسی در منطقه شاهکوه، از نمودار R2 + R1 (Ca+Na)(Fe+Mg+Mn) نسبت به R3 (Al+1.33Ti) (شکل ۸پ) استفاده شد [۲۴،۲۰،۱۹]. با استفاده از این نمودار می‌توان، تبادل اوویت با فرمول $\{Ca(Fe,Mg)\}\{NaAl\}_{-1}$، تبادل پروتون زدایی با ترکیب اُلنیت، $\{Fe^{3+}O\}\{Fe^{2+}OH\}_{-1}$ و تبادل تهی‌شدن از قلیایی را بررسی کرد. براساس این نمودار، تورمالین‌های موجود در سنگ‌های متاپلیتی منطقه شاهکوه تا حدی فقیر از آلومینیوم بوده و دارای روندی خارج از گستره تورمالین‌های ناقص از نظر قلیایی هستند که نشان دهنده نقش بیشتر سیال-سنگ در تشکیل تورمالین در رگه‌های با میزبانی متاپلیتی است. از طرفی، برخی از نمونه‌ها همروند با تورمالین-های ناقص از نظر قلیایی هستند و نیز آن را قطع نموده‌اند. این غنی‌شدگی نسبی از آلومینیوم ناشی از جانشینی $\{(Mg, Fe)Na\}\{(\square Al)\}$ و نشان‌دهنده تورمالین‌های ناقص از نظر قلیایی و نیز ناشی از جانشینی $\{(Mg,Fe)OH\}\{AlO\}$ و نشان‌دهنده تورمالین‌های ناقص از نظر پروتون‌زدایی است [۱۹].



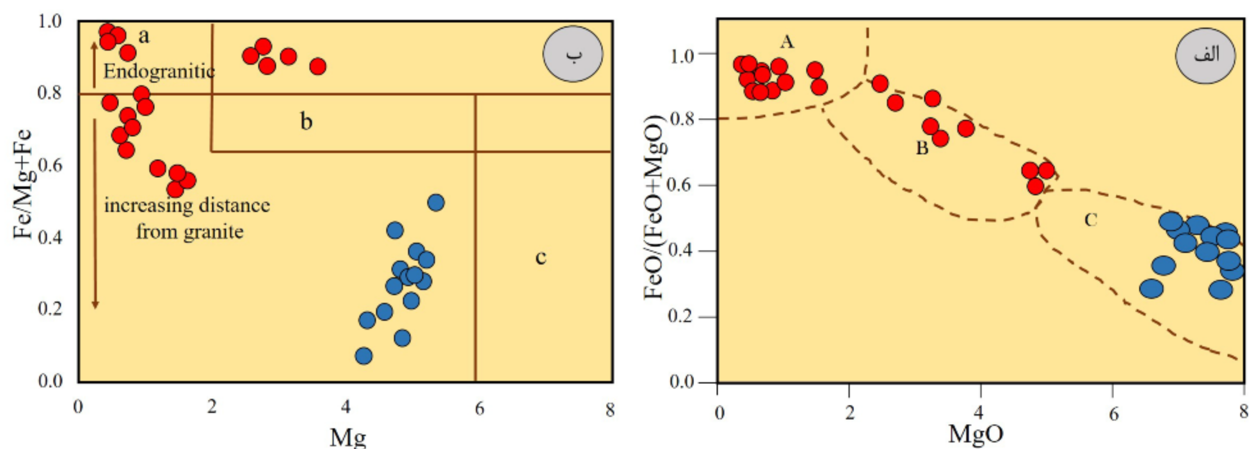
شکل ۸ الف) موقعیت تورمالین‌های مورد بررسی بر روی نمودار Fe نسبت به Mg، که ترکیب شورلیت و دراویت روی خط $\sum(Fe+Mg) = 3$ قرار می‌گیرند [۲۰]، ب) نمودار Ca+Mg نسبت به $Na^{*}+Al^{*}$ که یک پردازش خطی وارون را نشان می‌دهد که نشان‌دهنده درجه کم جانشینی اویت است، پ) نمودار R1(Ca+Na) +R2(Fe+Mg+Mn) نسبت به R3(Al+1.33Ti) [۲۴،۲۰،۱۹]. که نشان‌دهنده ترکیب آرمانی شورلیت – دراویت است (محل تقاطع بردارها). این نمودارها بیانگر جانشینی اویت (بردار بالایی) و جانشینی‌های تورمالین‌های ناقص از نظر پروتون‌زدایی و قلیایی (بردارهای پایینی) هستند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.6.5]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.345]

بحث

خاستگاه تورمالین‌های ایران پیش از این بررسی شده است [۲۵-۳۷]. تورمالین‌های گرمابی در مقایسه با تورمالین‌های ماگمایی دارای مقدار Al پایین‌تر [۱۹] و کاستی کمتر در جایگاه X [۲۰] هستند. به اعتقاد لاندن و منینگ [۲۰]، ترکیب تورمالین‌های ماگمایی-گرمابی دور از منبع گرمایی (توده گرانیتوئیدی) به سمت خارج بردارهای تهی‌شده از عناصر قلیایی $\{Na(Fe,Mg)\}\{[Ca+Na]Al\}_{-1}$ و پروتون‌زدایی یا تهی‌شدن از پروتون (تبادل O-OH) با فرمول $\{AlO\}\{(Mg,Fe)_{-1}(OH)_{-1}\}$، برآمده از مؤلفه افزایشی شورل- دراویت، قرار دارد این در حالی است که ترکیب تورمالین‌های با میزبانی توده گرانیتوئیدی نزدیک به منبع گرمایی بین این بردارها قرار دارد. بنابراین با توجه به شکل ۸ پ، بیشتر نمونه‌های رگه‌های کوارتز-تورمالین موجود در سنگ‌های متاپلیتی شاهکوه مایل به سمت خارج این دو بردار هستند و در شرایط سیال تأخیری با منیزیم بالا و در فاصله دورتر از توده گرانیتوئیدی به‌وجود آمده‌اند. این در حالی است که رگه‌های تورمالین‌دار موجود در توده گرانیتی شاهکوه در گستره بین بردارهای تهی‌شده از قلیایی‌ها و پروتون‌زدایی قرار دارند و دارای خاستگاه ماگمایی- گرمابی برآمده از سیال ماگمایی لوکوگرانیتی هستند. همچنین تورمالین‌های گرمابی در مقایسه با تورمالین‌های ماگمایی عدد آهن ((Fe/(Fe+Mg) پایین‌تر و عدد منیزیم ((Mg/(Mg+Fe) بالاتری دارند، بنابراین با توجه به شکل ۶ ب، بیشتر تورمالین‌های رگه‌های کوارتز-تورمالین رخنمون‌یافته در سنگ‌های متاپلیتی شاهکوه در مقایسه با تورمالین‌های رگه‌های کوارتر-تورمالین موجود در توده گرانیتی شاهکوه [۱۰] دارای عدد آهن پایین‌تر و عدد منیزیم بالاتری هستند. تورمالین‌های برآمده از سیال ماگمایی در اصل دارای ترکیب شورلیت هستند [۱۵]، در حالی که رگه‌های کوارتز-تورمالین رخنمون‌یافته در سنگ‌های متاپلیتی منطقه شاهکوه دارای ترکیب عمده دراویت و ناشی از واکنش سیال گرمابی با سنگ دیواره و نقش بیشتر سیال ها در تشکیل این تورمالین‌ها هستند (شکل‌های ۸ الف و ب). به اعتقاد کاوارتا و پاکسو [۳۸]، ناهمخوانی شدید بین Fe^{2+} و Mg و بالا بودن مقدار Mg نسبت به Fe^{2+} در تورمالین از نشانه‌های تشکیل آن از سیال‌های گرمابی دگرسان‌کننده است. با توجه به شکل ۸ الف، مقدار Mg همه نمونه‌های رگه‌های کوارتز-تورمالین موجود در سنگ‌های متاپلیتی شاهکوه به جز یک نمونه، بیش از مقدار Fe آن‌ها ست. در این نمونه‌ها، ناهمخوانی مشخصی بین Mg و Fe دیده می‌شود. این در حالی است که نمونه‌های رگه‌های تورمالین‌دار موجود در توده گرانیتی شاهکوه دارای مقادیر پایین Mg نسبت به Fe هستند. در منطقه شاهکوه، تورمالین‌های با میزبانی سنگ‌های متاپلیتی، به دلیل پایین بودن مقدار F، Al و نسبت Fe/(Fe+Mg) و همچنین قرارگیری در خارج از گستره بردارهای تهی‌شدگی از عناصر قلیایی و پروتون‌زدایی، ناهمخوانی در مقادیر Fe و Mg و بالا بودن مقدار Mg نسبت به Fe، دارای ترکیب دراویتی هستند و به صورت بین شبکه‌ای و بر فلدسپارها در شرایط فاز تأخیری گرمابی به وجود آمده‌اند. از سوی دیگر، به اعتقاد برخی پژوهشگران [۱۹]، تشکیل تورمالین در سنگ‌های متاپلیتی به-دلیل جدایش تأخیری یک سیال غنی از بور (B) از یک ماگمای گرانیتی است. این در حالی است که سیال شامل تورمالین در واحد گرانیتوئیدی در یک سامانه بسته با شرایط سیال پنوماتولیکی تشکیل شده است [۳۹]. افزون براین، برای تعیین سامانه ماگمایی تورمالین‌ها از نمودار FeO/(FeO+MgO) نسبت به MgO [۴۰] استفاده شد (شکل ۹). این نمودار نشان‌دهنده گستره تشکیل تورمالین‌های درون گرانیت تا نزدیک به توده گرانیتوئیدی (ماگمایی؛ A)، نزدیک به توده گرانیتوئیدی تا حدواسط (ماگمایی-گرمابی؛ B) و تورمالین‌های دور از توده گرانیتوئیدی (گرمابی؛ C) است. از آنجا که نسبت FeO/(FeO+MgO) در تورمالین‌های رگه‌های کوارتز-تورمالین رخنمون‌یافته در سنگ‌های متاپلیتی شاهکوه بین ۰٫۲۹ تا ۰٫۵۷ است، B از سیال‌های گرمابی شکل گرفته است و این تورمالین‌ها خاستگاه گرمابی و فاصله از منبع تغذیه-کننده را نشان می‌دهند. این یافته‌ها ارتباط سیال‌های تورمالین‌ساز (دست کم برای رگه‌ها) با سنگ‌های متاپلیتی و توده گرانیتی شاهکوه و نیز تأمین دست کم بخشی از عناصر سازنده آنها (Fe، Mg، Al و B) را تأیید می‌کند. همچنین به عقیده سامسون و سینکلر [۴۱]، این امر نشان‌دهنده باز بودن سامانه ماگمایی و ایجاد سامانه گرمابی است. مقدار Fe/(Fe+Mg) نسبت به Mg در رگه‌های تورمالین‌دار موجود در توده گرانیتی شاهکوه حدود ۰٫۵۷ تا ۰٫۹۹ بوده که بیانگر نزدیک بودن به منبع تغذیه‌کننده است. به اعتقاد کاواتا و همکارش [۳۸]، ترکیب دراویت و بالا بودن مقدار منیزیم نسبت به آهن، نشانگر خاستگاه گرمابی تورمالین‌هاست. بنابراین براساس نظر هنری و گویدوتی [۴۲]، تورمالین‌های وابسته به محیط‌های دگرگونی و ته‌نشستی دارای ترکیب بین دو عضو انتهایی دراویت و شورل هستند. بنابراین با توجه به شکل ۶ ب، می‌توان گفت که در منطقه شاهکوه همه تورمالین‌های موجود در رگه‌های کوارتز- تورمالین رخنمون‌یافته در سنگ‌های متاپلیتی با محیط‌های دگرگونی و ته‌نشستی در ارتباط هستند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.6.5]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.345]



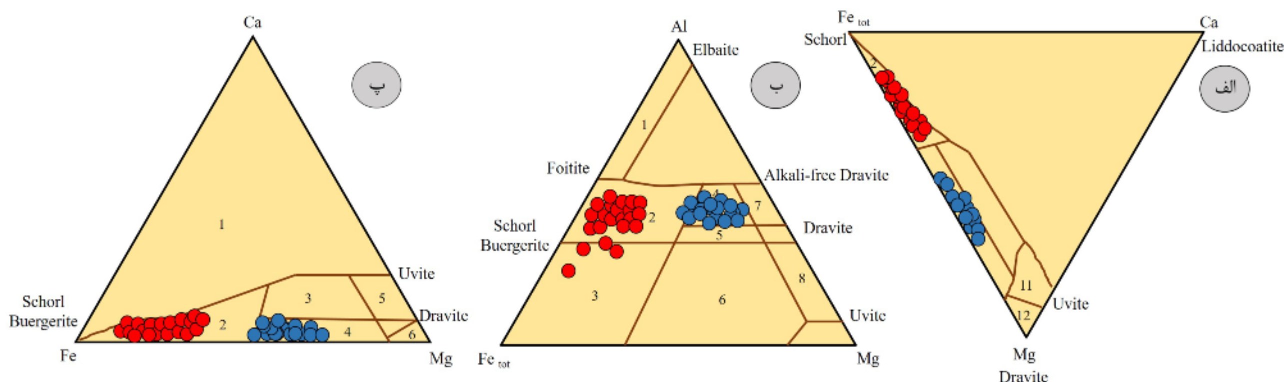
شکل ۹ الف) نمودار FeO/(FeO+MgO) نسبت به MgO و ب) نمودار Fe/Mg+Fe نسبت به Mg که نشان‌دهنده گستره تشکیل تورمالین‌های درون گرانیت تا نزدیک به توده گرانیتوئیدی (A)، نزدیک به توده گرانیتوئیدی تا حدواسط (B) و تورمالین‌های دور از توده گرانیتوئیدی هستند (C) [۴۰].

شکل ۱۰ نامگذاری تورمالین‌ها بر نمودارهای مثلثی -Ca Fe-Mg [۲۰] و Al-Fe-Mg [۴۳،۴۲] را نشان می‌دهد، این براساس، تورمالین‌های رگه‌های کوارتز-تورمالین رخنمون‌یافته در سنگ‌های متاپلیتی شاهکوه به عضو انتهایی شورلیت-دراویت با تمایل به سمت دراویت وابسته هستند که بیانگر بالا بودن مقدار منیزیم در مقایسه با آهن در ترکیب شیمیایی نمونه‌ها به احتمال بسیار وجود سیال‌های غنی از B از خاستگاه گرمابی است [۴۴]. رگه‌های تورمالین‌دار موجود در توده گرانیتی شاهکوه نزدیک به گستره شورلیت و دارای مقادیر بالای آهن و از خاستگاه ماگمایی- گرمابی هستند. همچنین در این نمودارها، سنگ خاستگاه تورمالین نیز قابل تشخیص است. بیشتر تورمالین‌های سنگ‌های متاپلیتی در گستره سنگ‌های کوارتز-تورمالین و متاپلیت‌های فقیر از کلسیم قرار دارند. برعکس، همه تورمالین‌های رگه‌های تورمالین-دار موجود در توده گرانیتی در گستره سنگ‌های کوارتز-تورمالین غنی از Fe^{3+} و گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم قرار دارند.

در مورد حضور قلع در ساختار تورمالین پیشتر نیز گزارش های مشابهی ارائه شده‌اند. به اعتقاد برخی پژوهشگران [۴۵-۴۷]، تورمالین‌های نوع شورل در گرانیت‌های قلعدار و پگماتیت‌های معمولی به ترتیب ۴۷۰، ۳۰ و ۶۰ppm قلع را به عنوان یک عنصر فرعی در ساختار خود جای می‌دهند. براساس نتایج تجزیه برخی از واحدهای سنگی منطقه شاهکوه به روش ICP-MS (جدول ۳)، کانه‌زایی قلع و تاحدی تنگستن به رگه‌های کوارتز-تورمالین محدود است (شکل ۱۱ الف). کانه‌زایی قلع در این منطقه نیز پیشتر توسط اسماعیلی [۷] بررسی شده است، که او کانه‌زایی در منطقه شاهکوه را بیشتر در رگه‌های کوارتز- تورمالین همراه با گرانیتوئید و به مقدار کمتر در پهنه-های برشی‌شده سنگ‌های متاپلیتی، در لبه شمالی و شمال غربی توده گرانیتی تمرکز می‌داند. در این پژوهش، نمونه‌ها از برخوردگاه رگه کوارتز-تورمالین با واحد لوکوگرانیتی نمونه-گیری شده‌اند. نمونه با بیشترین غلظت قلع، مربوط به یکی از رگه‌های کوارتز-تورمالینی است که در برخوردگاه توده لوکوگرانیتی با سنگ میزبان رخنمون دارد. مقدار قلع در این مکان از بیش از ۵۰۰ گرم بر تن در رگه‌های کوارتز-تورمالین تا حدود ۸/۱ گرم بر تن در واحد لوکوگرانیتی کاهش می‌یابد. مقدار قلع در نمونه‌های پرعیار این نوع رگه‌ای (منطقه شاهکوه) نیز بین ۴۷ تا ۵۰۰ گرم بر تن متغیر است که هنوز تا آستانه اقتصادی عیار قلع در کانسارهای پورفیری (۴۵۰۰ گرم بر تن) بسیار فاصله دارد [۴۸]. از سویی با توجه به عیار سایر عناصر چون مس، نقره و آرسنیک، شواهد غنی‌شدگی عناصر دیگر نیز وجود دارد (جدول ۳ و شکل ۱۱ ب) که می‌تواند نشانگر یک فرآیند ثانویه مانند محلول‌های اسیدی و واکنش‌های گرمابی باشد که بصورت یک فاز تاخیری بر این مجموعه اثر گذاشته است. شاید این فاز سبب شده است تا غنی‌شدگی قلع و تنگستن بصورت موضعی در این ناحیه رخ دهد. بنابراین، با توجه به پراکندگی و عیار پایین قلع در رگه‌های کوارتز-

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.6.5]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.345]

تورمالین، اهمیت اقتصادی قلع در این منطقه پایین است. اسماعیلی [۷] بیان کرد که عیار قلع در ۹۳ درصد از نمونه‌های تجزیه شده از رگه‌های کوارتز-تورمالین کمتر از ۰/۱ درصد بوده است و نشان داد که قلع به عنوان یک عنصر فرعی (به صورت میانبارهای ریز کاسیتریت) در ساختار تورمالین‌های موجود در رگه‌های کوارتز-تورمالین لبه توده لوکوگرانیتی شاهکوه حضور دارد. بنابراین، تصور وجود کانسنگ قلع در منطقه شاهکوه منطقی نیست.

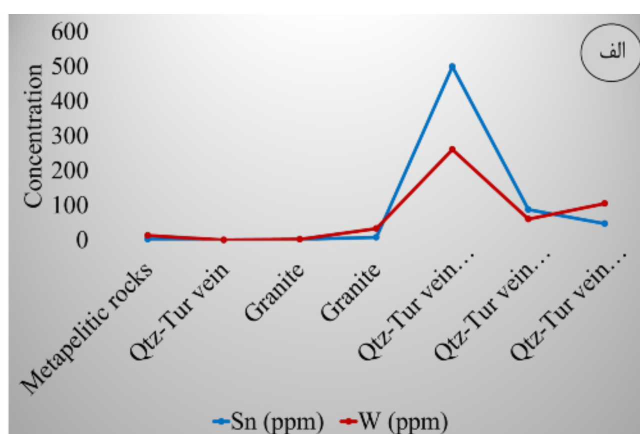


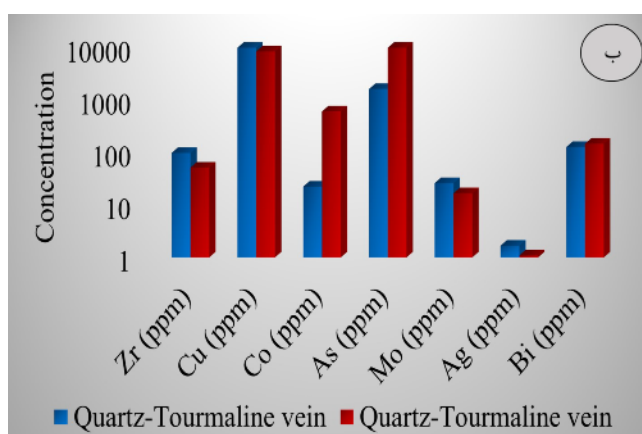
شکل ۱۰ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای مثلثی الف) Ca-Fe-Mg [۲۰]، ب) Al-Fe-Mg [۴۳،۴۲] و پ) Ca-Fe(tot)-Mg [۴۲]. (۱: گرانیتوئیدهای غنی از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آنها، ۲: گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته، ۳: سنگ‌های کوارتز تورمالین سرشار از Fe^{3+}، ۴: متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های همزیست با یک فاز اشباع از آلومینیوم، ۵: متاپلیت‌ها و متاپسامیت-های ناهمزیست با یک فاز اشباع از آلومینیوم، ۶: سنگ‌های سیلیکاتی آهکی، متاپلیت‌ها و سنگ‌های کوارتز- تورمالین سرشار از Fe^{3+}، ۷: فرامافیک‌های دگرگون‌شده و ته‌نشست‌های دگرگون‌شده غنی از وانادیوم و کروم، ۸: متاکربنات‌ها و متاپیروکسنیت‌ها، ۹: سنگ‌های سیلیکاتی آهکی، متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های غنی از کلسیم، ۱۰: سنگ‌های کوارتز تورمالین، متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های فقیر از کلسیم، ۱۱: متاکربنات‌ها و ۱۲: فرامافیک‌های دگرگون شده).

جدول ۳ نتایج تجزیه شیمیایی برخی عناصر اصلی در واحدهای سنگی منطقه شاهکوه (مقادیر عناصر بر حسب ppm).

	سنگ‌های متاپلیتی	رگه کوارتز- تورمالین	گرانیت	گرانیت	رگه کوارتز- تورمالین (میزبان گرانیت)	رگه کوارتز- تورمالین (میزبان گرانیت)	رگه کوارتز- تورمالین (میزبان گرانیت)
Sn	۲/۹	۰/۲	۲/۸	۸/۱	>۵۰۰	۸۸/۶	۴۷/۷
W	۱۳/۹	۰/۴	۲/۴	۳۳/۵	۲۶۱	۶۱/۲	۱۰۵/۵
Zr	-	-	-	-	۹۸/۵	۵۱/۸	-
Cu	-	-	-	-	>۱۰۰۰۰	۸۵۲۰	-
Co	-	-	-	-	۲۲/۴	۶۰۹	-
As	-	-	-	-	۱۶۳۰	>۱۰۰۰۰	-
Mo	-	-	-	-	۲۶/۲	۱۶/۷۵	-
Ag	-	-	-	-	۱/۶۷	۱/۰۹	-
Bi	-	-	-	-	۱۲۷/۵	۱۴۸	-

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.6.5]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.345]





شکل ۱۱ الف) الگوی تغییرات عناصر قلع و تنگستن در سنگ‌شناسی‌های مختلف منطقه شاهکوه، ب) نمودار فراوانی غلظت عناصر جزئی فلزی در رگه‌های کوارتز-تورمالین.

برداشت

میزبان رگه‌های کوارتز-تورمالین منطقه شاهکوه سنگ‌های متاپلیتی و لوکوگرانیتی هستند. ترکیب کانی‌شناسی این رگه‌ها شامل کوارتز+ تورمالین+ فلدسپار+ موسکویت است. براساس نمودارهای مختلفی که برای نام‌گذاری تورمالین‌ها رسم شد (شکل ۶)، بیشتر تورمالین‌های رگه‌های کوارتز-تورمالین رخنمون‌یافته در سنگ‌های متاپلیتی منطقه شاهکوه از نوع دراویت بوده و تورمالین‌های مربوط به رگه‌های تورمالین‌دار موجود در توده لوکوگرانیتی دارای ترکیب شورلیت هستند. هر دو نوع تورمالین در رده تورمالین‌های قلیایی قرار دارند. نبود تورمالین‌های خودشکل در میزبان متاپلیتی، رگه‌ای بودن تورمالین‌ها، دور بودن از منبع گرمایی (توده گرانیتوئیدی)، بالا بودن مقدار منیزیم و تمایل به قرار گرفتن در خارج از گستره بردارهای مربوط به تورمالین‌های ناقص از نظر پروتون‌ها و قلیایی‌ها (شکل ۶ پ) نشان‌دهنده خاستگاه ماگمایی – گرمابی با نقش بیشتر واکنش سیال-سنگ در این تورمالین‌هاست این شواهد همچنین نشانگر ارتباط تورمالین‌ها با سنگ‌های کوارتز-تورمالین‌دار و متاپلیت‌های فقیر از کلسیم هستند. برعکس، تورمالین‌های مربوط به رگه‌های تورمالین‌دار موجود در توده لوکوگرانیتی شاهکوه به دلیل قرارگرفتن در گستره بین بردارهای تهی‌شدگی از نظر قلیایی و پروتون‌زدایی و نزدیک بودن به منبع گرمایی دارای شرایط ماگمایی – گرمابی، وابسته به سیال پنوماتولیکی شامل بور و در ارتباط با سنگ‌های کوارتز-تورمالین‌دار غنی از Fe^{3+} و گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم هستند. هجوم سیال‌های غنی از کربنات و همچنین غنی از بور می‌تواند سبب رخداد پدیده تورمالین‌زایی به صورت رگه‌ای در سنگ‌های متاپلیتی شده باشد. براساس پژوهش‌های پیشین [۷] و فعلی بیانگر وجود کانه‌زایی قلع در توده گرانیتوئیدی شاهکوه، حضور این عنصر به صورت محدود و در مقادیر کم (بیش از ۵۰۰ گرم در تن) در رگه‌های کوارتز-تورمالین موجود در لبه توده لولکوگرانیتی شاهکوه به اثبات رسیده است. شواهد مربوط به حضور کانی مستقل قلع‌دار در بررسی‌های کانی-شناسی بدست نیامد وجود این کانی فقط براساس یافته‌های ریزپردازش الکترونی کانی تورمالین موجود در این رگه‌ها [۷]، برداشت می‌شود. در نتیجه کانسنگ اقتصادی قلع را نمی‌توان در توده آذرین نفوذی شاهکوه در نظر گرفت.

مراجع

[1] Tadaiion-Eslami A., Lankarani j., *"Report of Geochemical Exploration and Heavy Minerals in Deh Salam area (Southeast of Khorasan Province)"*, Geological Survey of Iran (1974).

[2] Mobasher A.," *Systematic geochemical exploration in the Deh Salam area of Shahkooh"*, Journal of Earth Sciences 2 (1992) 22–35.

[3] Esmaeily Dahej N.A.," *tin exploration project, second part: tin geochemical exploration in Shah-kuh and Chah Kalb areas (South of Birjand - East of Iran)"*, Department of Geology and Exploration, Prakouh Engineering Company (1993).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.6.5]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.345]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.6.5]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.345]

[14] Foit F.F.Jr., Rosenberg P. E., "*Coupled substitutions in the tourmaline group*": Contr. Mineralogy Petrology, 62 (1977) 109-127.

[15] Slack J.F., Palmer M.R., Stevens B.P.J., Barnes R.G., *"Origin significance of tourmaline-rich rocks in the Broken Hill district, Australia"*, Economic Geology 88 (1993) 505–541.

[16] Selway J.B., *"Compositional Evolution of Tourmaline in Granitic Pegmatites"*, Ph.D. thesis, University of Manitoba, Winnipeg, Manitoba (1999).

[17] Hawthorne F.C., Henry D.J., *"Classification of the minerals of the tourmaline group"*, European Journal of Mineralogy 11 (1999) 201–215.

[18] Tindle A.G., Breaks F.W., Selway J.B.,*"Tourmaline in petalite-subtype granitic pegmatites: evidence of fractionation and contamination from the Pakeagama Lake and Separation Lake areas of northwestern Ontario, Canada"*, Canadian Mineralogist 40 (2002) 753–788.

[19] Trumbull R.B., Chaussidon M.,*"Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite- pegmatite system in Swaziland"*, Chemical geology 153 (1999)125–137.

[20] London D., Manning D.A.C., *"Chemical variation and significance of tourmaline from SW England"*, Economic Geology 90 (1995) 495–519.

[21] Pesquera A., Velasco F., *"Mineralogy, geochemistry and geological significance of tourmaline-rich rocks from the Paleozoic Cinco Villas massif (western Pyrenees, Spain)"*, Contrib. Mineral. Petrology 129 (1997) 53– 74.

[22] Henry D. J., Dutrow B. L., Selverstone J., *"Compositional asymmetry in replacement tourmaline: An example from the Tauern Window, Eastern Alps"*, Geological Materials Research 4 (2001) 1-19.

[23] Pesquera A., Torres-Ruiz J., Gil-Grespo P. P., Velilla N., *"Chemistry and genetic implications of tourmaline and Li-F-Cs micas from the Valdeflores area (Caceres, Spain)"*, American Mineralogist 84 (1999) 55–69.

[24] Manning D.A.C., *"Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of Peninsular Thailand"*, Mineralogical Magazine 45 (1982) 139–147.

[4] Esmaeily Dahej N.A.,*" Report Map Geological-Mining of Shahkooh Castle deposit to scale of 1: 2000"*, Kahn Iran Consulting Engineers (1996).

[5] Esmaeily D., Nedelec A., Valizadeh M.V., Moore F., Cotton J., *"Origin of tin mineralization in the Jurassic Shah-Kuh granite of Eastern Iran"*, Metallogeny, Reveiw and prespectives, Symposiom in honour of the retirement of Bernard Poty. Universite Henri Poincare, Nancy (France) (2000).

[6] Sahandi M.R., Mohjjel M.,*" Study of the metamorphic rocks of Eastern Deh Salam (Central Lut) and study the time of the event of different stages of igneous metamorphism in this part of the country"*, Geological Survey of Iran (1983) 36.

[7] Esmaeily D.,*" Petrology and geochronology of Shah-kouh granite bodie (South of Birjand), with a special approach to tin Mineralization"*, PhD Thesis, Tarbiat Modarres University (2001) 296.

[8] Esmaeily D., Valizadeh M.V., Hasan zadeh j.,*" Petrologic diversity and K-Ar datings of Shah-kuh pluton (South of Birjand)"*, Journal of Earth Sciences 9 (2002) 1-19.

[9] Jiang S.Y., Palmer M.R., Li Y.H., Xue C.-J., *"Chemical compositions of tourmaline in the Yindongzi-Tongmugou Pb-Zn deposits, Qinling,China:hnplieations for hydrothermal ore-forming processes"*, Mineralium Deposita 30 (1995) 225–234.

[10] Esmaeili D., Valizadeh M.V., Kananian A., *"The mineral chemistry of tourmaline in the quartz-tourmaline veins of Shah-Kuh granite (Eastern Iran)"*, Journal of science (University of Tehran) 5 (2005) 155–175.

[11] Chappell, B. W., and Stephens, W. E., "*Origin of infracrustal (I-type) granite magmas*". Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 79 (1988), 71-86.

[12] Stockiln J., *"Structural correlation of the Apline range between Iran and central Asia"*, Memoire Hors-Serve No. 8 dela Societe Geologique de France 8 (1977) 33–353.

[13] Whitney D.L., Evans B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals"*, American Mineralogist 95 (2010) 185–187.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.6.5]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.345]

Crystallography and Mineralogy 24 (2016) 189–204.

[34] Ahmadi Khalaji A., Tahmasbi Z., Zal F., Shabani Z., *"Study of tourmaline mineral chemistry in Lalehzar granite bodie (Kerman province)"* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 26 (2019) 975–988.

[35] Khalili Kh., Mackizadeh M.A. *"The occurrence of tourmaline in Kuh Zar (Baghoo) Au-Cu mine, south of Semnan province"*, Petrology 3 (2012) 57–70.

[36] Siahcheshm K., Didar P., Bayat S., Jahangiri A., *"Tourmaline mineral chemistry in Pegmatites of Malayer -Boroujerd- Nezam Abad (Shazand),(Sanandaj-Sirjan zone)"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 27 (2019) 321–334.

[37] Salami S, Sepahi A.A., Maanijou M., "*Petrography and mineral chemistry of layered pegmatite-aplite dykes from east of Boroujerd*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 24 (2016) 19–32.

[38] Cavarretta G., Puxeddu M., *"Schorl-Dravite-Ferridravite Tourmalines Deposited by Hedrothermal Magmatic Fluids during Early Evolution of the Larderico Geothermal Field, Italy"*, Economic Geology 85 (1990) 1236–1251.

[39] Sinclair W.D., Richardson J.M., *"Quartztourmaline orbicules in the seagull batholith, Yukon Territory"*, Canadian Mineralogist 30 (1992) 923– 935.

[40] Pirajino F., Smithies R. H., *"The FeO/ (FeO + MgO) ratio of tourmaline: A useful indicator of spatial variations in granite-related hydrothermal mineral deposits"*, Journal of geochemical exploration 42 (1992) 371–381.

[41] Samson I.M., Sinclair W.D., *"Magmatic hydrothermal fluids and the origin of quartz tourmaline orbicules in the Seagull batholith, Yukon Territory"*, Canadian Mineralogist 30 (1992) 937–954.

[42] Henry D. J., Guidotti C. V., *"Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine"*, American Mineralogist 70 (1985) 1–15.

[43] Grew E. S., Anovitz L. M., Editors, *"Boron mineralogy, petrology and geochemistry"*, Reviews in mineralogy Mineralogical (33) (1997) 387–502.

[25] Zal F., *"Geochemistry and source determination of tourmaline in Mashhad granites (g2)"*, M.Sc thesis, Faculty of Science, Lorestan University (2014) 110p.

[26] Tahmasbi Z., Zal F., Ahmadi Khalaji A., *"Morphology of Tourmaline in the Mashhad granites (g2) with using fractal analysis and Diffusion-Limited Aggregation"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 23 (2015) 417–428.

[27] Tahmasbi Z., Ahmadi Khalaji A., Rajaeieh M., *"Tourmalinization in the Astaneh granitoids (south west Arak)"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 17 (2009) 369–380.

[28] Mansouri Esfahani M., Khalili M., *"Mineralogy and mineral – chemistry of tourmaline and garnet from Molataleb village granitoid (North of Aligudarz) NW of Isfahan"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 22 (2014) 139–148.

[29] Sepahi A.A., Salami S., Tabrizi M., *"Geochemistry of tourmalines in aplitic and pegmatitic dikes from Alvand plutonic and metamorphic rocks of the Hamedan area"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 22 (2014) 495–506.

[30] Ahmadi Khalaji A., Tahmasbi Z., Zal F., Shabani Z., *"The behavior of major and trace elements of the tourmaline from the Mangavai and Ganjnameh pegmatitic rocks (Hamadan area)"* , Petrology 7 (2016) 1–24.

[31] Ahmadi bonakdar A., Ahmadi A., *"Tourmaline composition of Chah rouii pegmatites, southwest of Nehbandan"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 21 (2013) 495–560.

[32] Mirsepahvanad F., Tahmasbi T., Shahrokhi1 S. V., Ahmadi khalaji A., Khalili M., *"Geochemistry and source determination of tourmalines in Boroujerd area"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 20 (2012) 281–292.

[33] Gholami A.A., Mohammadi S.S., Zarrinkoub M. H., *"Petrography, mineral chemistry of tourmaline, geochemistry and tectonic setting of Tertiary igneous rocks in Shurab area (west of Khusf), Southern Khorasan"*, Iranian Journal of

[44] Burt D.M., *"Vector representation of tourmaline compositions"*, American mineralogist 74 (1989) 826–839.

[45] Taylor H. P., *"Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: Barnes, H. L. (ed.), Geochemistry of hydrothermal ore deposits"*, 2nd edition. Wiley, New York (1979) 236–277.

[46] Power G. M.,*"Chemical variation in tourmaline from south- weat England"*, Mineralogical Magazine 36 (1968) 1078–1089.

[47] Nemek D., *"Tin in tourmalines. Neues Jahrbuch fur mineralogy"*, Monatshefte (2) (1973) 58–63.

[48] McCammon R. B., *"Numerical Mineral Deposit Models, In Developments in Mineral Deposits Modeling"*, James D. Blisss Editor, U. S. Geological Survey 2004 (1992) 168.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.6.5]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.345]